

3.1 Principes météorologiques

3.1.1 Définition des précipitations

Sont dénommées précipitations, toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (brume, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...). Elles sont provoquées par un changement de température ou de pression. Les précipitations constituent l'unique « entrée » des principaux systèmes hydrologiques continentaux que sont les bassins versants.

La hauteur de précipitation est la hauteur de la lame d'eau précipitée qui s'accumulerait sur une surface horizontale si toutes les précipitations y étaient immobilisées sous forme liquide. Son unité de mesure est le mm. Sur une surface de 1ha, 1mm de pluie représente 10m^3 d'eau.

3.1.2 Mécanismes de formation des précipitations

D'une façon simple, c'est le déclenchement d'un nuage qui provoque les précipitations. En effet, celui-ci est formé de gouttelettes d'eau dont le diamètre moyen est de 3centièmes de mm avec une vitesse de chute de l'ordre du cm/s en air calme. De cette manière la turbulence de l'air suffit à les maintenir en suspension

Ces gouttelettes sont espacées les unes des autres de 1mm environ. La masse d'eau condensée dans un nuage est variable suivant le type de nuage e est souvent comprise entre 0.5 à 2g/m^3 .

Les gouttes de pluie sont plus grosses, leur diamètre moyen est compris entre 0.5 et 2 mm, pour que les gouttelettes de condensation se transforment en goutte de pluie, elle doivent augmenter 10^5 à 10^6 fois leur volume initial. Cet accroissement peut se faire soit par coalescence directe soit par condensation de la vapeur d'eau.

La formation des précipitations nécessite la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique. La saturation est une condition essentielle à tout déclenchement de la condensation. Divers processus thermodynamiques sont susceptibles de réaliser la saturation des particules atmosphériques initialement non saturées et provoquer leur condensation :

1. Saturation et condensation par refroidissement isobare (à pression constante),
2. saturation et condensation par détente adiabatique,
3. saturation et condensation par apport de vapeur d'eau,
4. saturation par mélange et par turbulence.

La saturation n'est cependant pas une condition suffisante à la condensation ; cette dernière requiert également la présence de noyaux de condensation (impuretés en suspension dans l'atmosphère d'origines variées - suie volcanique, cristaux de sable, cristaux de sel marin, combustions industrielles, pollution) autour desquels les gouttes ou les cristaux se forment. Lorsque les deux conditions sont réunies, la condensation intervient sur les noyaux ; il y a alors apparition de gouttelettes microscopiques qui grossissent à mesure que se poursuit l'ascendance, celle-ci étant le plus souvent la cause génératrice de la saturation. Les noyaux de condensation jouent en fait un rôle de catalyseur pour la formation de gouttelettes d'eau.

Pour qu'il y ait précipitations il faut encore que les gouttelettes ou les cristaux composant les nuages (les hydrométéores) se transforment en gouttes de pluie. Ce phénomène est lié à l'accroissement de ces éléments dont la masse devient suffisante pour vaincre les forces d'agitation. Ce grossissement peut s'expliquer par les deux processus suivant :

- **l'effet de coalescence.** Il y a grossissement par choc et fusionnement avec d'autres particules. Du fait de la dispersion des vitesses, le cristal en se déplaçant, soit en chute libre, soit par turbulence, entre en collision avec les gouttelettes surfondues ; la congélation de celles-ci augmente le volume du cristal. Il en est de même pour les gouttelettes de diamètre supérieur à 30 microns qui entrent en collision avec des gouttelettes de diamètre inférieur. Ce processus provoque un accroissement rapide de leur dimension et donc de leur masse augmentant leur vitesse de chute.
- **l'effet Bergeron.** Dans la partie du nuage où la température est négative mais supérieure à -40°C , coexistent des cristaux de glace et des gouttelettes d'eau surfondues (eau liquide avec une $T^{\circ} < 0^{\circ}\text{C}$, l'eau pure ne se solidifie pas à 0°C mais en dessous de -40°C). Autour d'un cristal de glace, l'air est saturé à un taux d'humidité plus bas qu'autour d'une gouttelette d'eau surfondue. Suite à cette différence d'humidité, il apparaît un transfert de la vapeur d'eau des gouttelettes vers les cristaux. Par conséquent, les gouttelettes s'évaporent tandis qu'il y a condensation autour des cristaux. Lorsque la masse du cristal est suffisante, il précipite. S'il traverse une région à température positive suffisamment épaisse (souvent à partir de 300 m dans les nuages stables) et si la durée de chute le permet, il fond et donne lieu à de la pluie. Le même processus de grossissement a lieu entre deux gouttelettes à des températures différentes (la plus froide grossit au détriment de la plus chaude).

3.1.4 Types de précipitations

Il existe différents types de précipitations : les précipitations convectives, les précipitations orographiques et les précipitations frontales (Fig. 3.2).

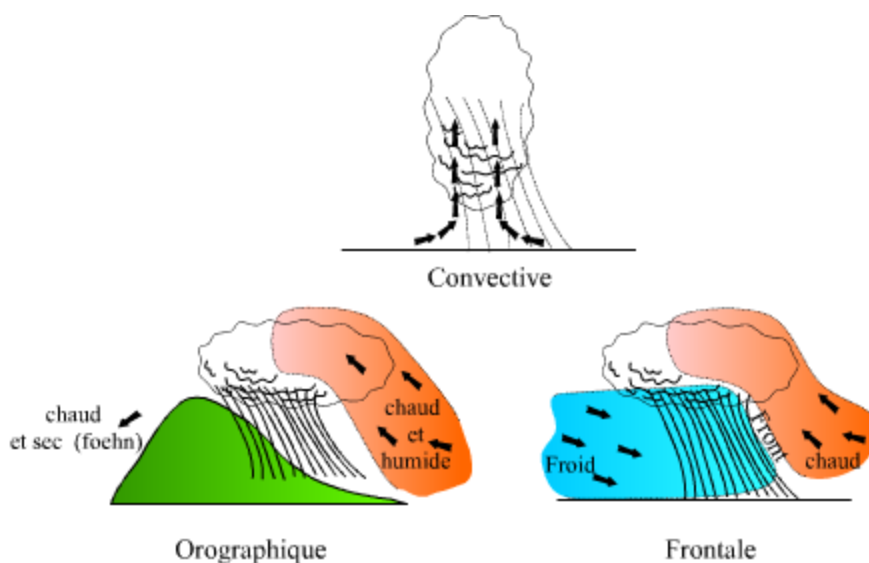


Fig. 3.2 - Principaux types de précipitations : convectives, orographiques et frontales

- Les précipitations convectives.

Par temps chaud, les masses d'air situées au voisinage du sol, chauffées par l'action du soleil s'élèvent. Il se forme alors des cellules de convection dans lesquelles les masses d'air atteignent le niveau de condensation il y a formation du nuage. La condensation en libérant des calories permet la poursuite de l'ascension. Les nuages atteignent une altitude où la température sera suffisamment basse et l'air suffisamment turbulent pour que les pluies se déclenchent. Ces pluies se produisent surtout dans les zones où l'air se chauffe durant la matinée et les pluies éclatent dans l'après-midi.

- Les précipitations orographiques.

Comme son nom l'indique (du grec oros, montagne), ce type de précipitations résulte de la rencontre entre une masse d'air chaude et humide et une barrière topographique particulière. Par conséquent, ce type de précipitations n'est pas « spatialement mobile » et se produit souvent au niveau des massifs montagneux. Les caractéristiques des précipitations orographiques dépendent de l'altitude, de la pente et de son orientation, mais aussi de la distance séparant l'origine de la masse d'air chaud du lieu de soulèvement. En général, elles présentent une intensité et une fréquence assez régulières.

- Les précipitations frontales ou de type cyclonique. Elles sont associées aux surfaces de contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents, que l'on nomme « fronts ». Les fronts froids (une masse d'air froide pénètre dans une région chaude) créent des précipitations brèves, peu étendues et intenses. Du fait d'une faible pente du front, les fronts chauds (une masse d'air chaude pénètre dans une région occupée par une masse d'air plus froide) génèrent des précipitations longues, étendues, mais peu intenses.

3.1.5 Régime des précipitations

En utilisant la seule donnée de précipitation dans une nomenclature climatique, on parvient à définir une répartition mondiale des différents régimes pluviométriques. Pour identifier et classer les diverses régions pluviométriques du globe, on a habituellement recouru aux précipitations moyennes mensuelles ou annuelles (évaluées sur une longue période) et à leurs variations. La précipitation moyenne annuelle établie sur un grand nombre d'année (hauteur moyenne des précipitations annuelles tombant à un endroit donné) est aussi appelée sa valeur normale, son module annuel ou sa valeur inter-annuelle. Une classification pluviométrique générale basée sur les données annuelles est fournie par le tableau suivant.

Tableau 3.1 - Régimes pluviométriques du monde (Tiré de Champoux, Toutant, 1988)

Nom	Caractéristiques
<i>Régime équatorial humide</i>	- plus de 200 cm de précipitations annuelles moyennes

	- à l'intérieur des continents et sur les côtes - région typique de ce régime : bassin de l'Amazonie - entre 100 et 150 cm de précipitation annuelle moyenne
Régime subtropical humide en Amérique	- à l'intérieur des continents et sur les côtes - région typique de ce régime : pointe sud-est de l'Amérique du Nord
Régime subtropical sec	- moins de 25 cm de précipitation annuelle moyenne - à l'intérieur des continents et sur les côtes ouest - région typique de ce régime : le sud du Maghreb - plus de 150 cm de précipitation annuelle moyenne
Régime intertropical sous l'influence des alizés	- sur des zones côtières étroites ; humidité - région typique de ce régime : côtes est de l'Amérique centrale
Régime continental tempéré	- entre 10 et 50 cm de précipitation annuelle moyenne - à l'intérieur des continents ; il en résulte des déserts ou des steppes - région typique de ce régime : plaines de l'ouest du continent nord-américain - plus de 100 cm de précipitation annuelle moyenne
Régime océanique tempéré	- sur les côtes ouest des continents - région typique de ce régime : la Colombie britannique, l'Europe
Régime polaire et arctique	- moins de 30 cm de précipitation annuelle moyenne - se situe au nord du 60e parallèle ; formation de grands déserts froids - région typique de ce régime : le Grand Nord canadien

Finalement, les précipitations sont un des processus hydrologiques les plus variables. D'une part, elles sont caractérisées par une grande **variabilité dans l'espace** et ceci quelle que soit

l'échelle spatiale prise en compte (régionale, locale, etc.). D'autre part, elles sont caractérisées par une grande **variabilité dans le temps**, aussi bien à l'échelle annuelle qu'à celle d'un événement pluvieux

3.2 Mesures des précipitations

3.2.1 Mesures de la hauteur d'eau précipitée

Comme les précipitations varient selon différents facteurs (déplacement de la perturbation, lieu de l'averse, influence de la topographie, etc.), leur mesure est relativement compliquée.

Quelle que soit la forme de la précipitation, liquide ou solide, on mesure la quantité d'eau tombée durant un certain laps de temps. On l'exprime généralement en hauteur de précipitation ou *lame d'eau* précipitée par unité de surface horizontale (mm). On définit aussi son intensité (mm/h) comme la hauteur d'eau précipitée par unité de temps. La précision de la mesure est au mieux de l'ordre de 0,1 mm.

les appareils de mesures fondamentaux que sont :

- Le [pluviomètre](#) : instrument de base de la mesure des précipitations liquides ou solides. Il indique la quantité d'eau totale précipitée et recueillie à l'intérieur d'une surface calibrée dans un intervalle de temps séparant deux relevés.
- Le [pluviographe](#) : instrument captant la précipitation de la même manière que le pluviomètre mais avec un dispositif permettant de connaître, outre la hauteur d'eau totale, leur répartition dans le temps, autrement dit les intensités.

3.2.2 Réseau d'observation et publication des données

3.2.2.1 Le réseau d'observation

Pour un bassin versant donné ou une région donnée, les stations pluviométriques forment un réseau d'observations. Elles fournissent des mesures ponctuelles.

Les données relatives aux stations sont d'une haute importance pour les statistiques climatiques, la planification et la gestion des ressources et les projets de construction ; la nature et la densité des réseaux doivent donc tenir compte du phénomène observé, du but des observations, de la précision désirée, de la topographie, de facteurs économiques ou d'autres encore.

La représentativité des précipitations par les mesures est fonction du réseau d'observation. Plus celui-ci est dense, meilleure est l'information et plus l'ensemble des mesures est représentatif de la lame d'eau tombée sur une surface donnée. Cependant le réseau est le résultat d'un compromis entre la précision désirée et les possibilités ou charges d'exploitation. Le réseau devra donc être planifié. Il existe plusieurs théories sur la planification optimale d'un réseau, mais elles donnent des résultats approximatifs, qui doivent toujours être adaptées aux contraintes locales et financières.

L'hydrologue devra donc faire appel à son expérience de terrain pour planifier un réseau. Il tiendra compte du relief et du type de précipitations (frontales, orographiques, convectives). Il s'assurera également des facilités d'accès, de contrôle et de transmission des informations (par l'homme ou par télétransmission : téléphone, satellite, etc.).

3.2.2.2 Publication des données pluviométriques

- La hauteur pluviométrique journalière,
- la hauteur pluviométrique mensuelle,
- la hauteur pluviométrique annuelle,
- le module pluviométrique annuel moyen (moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations annuelles),
- la fraction pluviométrique mensuelle (rapport entre le module annuel et le module mensuel considéré),
- les moyennes, le nombre moyen de jours de pluie, la variabilité des précipitations et des jours de pluie,
- les cartes de la pluviométrie mensuelle et annuelle.

3.3.1 Notion d'averses et d'intensités

On désigne en général par "averse" un ensemble de pluies associé à une perturbation météorologique bien définie. La durée d'une averse peut donc varier de quelques minutes à une centaine d'heures et intéresser une superficie allant de quelques kilomètres carrés (orages) à quelques milliers (pluies cycloniques). On définit finalement une averse comme un épisode pluvieux continu, pouvant avoir plusieurs pointes d'intensité. L'intensité moyenne d'une averse s'exprime par le rapport entre la hauteur de pluie observée et la durée t de l'averse :

$$i_m = \frac{h}{t} \quad (3.1)$$

Où :

i_m : intensité moyenne de la pluie [mm/h, mm/min] ou ramenée à la surface [l/s.ha],

h : hauteur de pluie de l'averse [mm],

t : durée de l'averse [h ou min].

L'intensité des précipitations varie à chaque instant au cours d'une même averse suivant les caractéristiques météorologiques de celle-ci. Plutôt que de considérer l'averse entière et son intensité moyenne, on peut s'intéresser aux intensités observées sur des intervalles de temps au cours desquels on aura enregistré la plus grande hauteur de pluie. On parle alors d'*intensité maximale*.

Deux types de courbes déduites des enregistrements d'un pluviographe (pluviogramme) permettent d'analyser les averses d'une station :

- La courbe des hauteurs de pluie cumulée,
- le hyétogramme.

La courbe des hauteurs de pluie cumulées représente en ordonnée, pour chaque instant t , l'intégrale de la hauteur de pluie tombée depuis le début de l'averse.

3.3.2 Statistique descriptive des séries chronologiques

L'ensemble des données d'une station de mesures pluviométriques constitue une information considérable qu'il est souhaitable de condenser à l'aide de caractéristiques bien choisies. On applique ainsi les lois et d'autres techniques de la statistique aux relevés pluviométriques pour en tirer des informations utiles aux études et travaux envisagés. On détermine de la sorte :

- Valeurs moyennes, tendances centrales ou dominantes (moyenne, médiane, mode,...),
- Dispersion ou fluctuation autour de la valeur centrale (écart-type, variance, quantiles, moments centrés),
- Caractéristiques de forme (coefficients de Yulle, Fisher, Pearson, Kelley),
- Lois de distribution statistiques (loi normale, log-normale, Pearson...).

L'ensemble de ces valeurs ponctuelles, condensées sous forme statistique, est utilisé pour déterminer la fréquence et les caractéristiques d'un événement pluvieux isolé ou encore pour étudier la variabilité de la pluviométrie dans l'espace.

3.3.3 Notion de temps de retour

Les projets d'aménagements hydrauliques ou hydrologiques sont souvent définis par rapport à une averse type associée aux fréquences probables d'apparition.

Lorsque l'on étudie des grandeurs comme les précipitations (caractérisées à la fois par leur hauteur et leur durée) ou les débits de crue d'un point de vue statistique, on cherche donc et, en règle générale, à déterminer par exemple la probabilité pour qu'une intensité i ne soit pas atteinte ou dépassée (i.e. soit inférieure ou égale à une valeur x_i).

Cette probabilité est donnée, si i représente une variable aléatoire, par la relation suivante :

$$F(x_i) = P(i \leq x_i) \quad (3.2)$$

On nomme cette probabilité fréquence de non-dépassement ou probabilité de non-dépassement. Son complément à l'unité $1 - F(x_i)$ est appelé probabilité de dépassement, fréquence de dépassement ou encore fréquence d'apparition.

On définit alors le [temps de retour](#) T d'un événement comme étant l'inverse de la fréquence d'apparition de l'événement. Soit :

$$T = \frac{1}{1 - F(x_i)} \quad (3.3)$$

Ainsi, l'intensité d'une pluie de temps de retour T est l'intensité qui sera dépassé en moyenne toutes les T années.

Si l'analyse fréquentielle d'une série d'intensités maximales de pluie permet de déterminer le temps de retour d'une valeur particulière il n'est en revanche et a priori pas possible de répondre à d'autres questions pertinentes qui peuvent se poser à l'ingénieur. Par exemple, la notion de temps de retour ne permet pas de répondre aux questions où q est la probabilité que l'événement ne se produise pas dans une année en particulier.

Une pluie peut être caractérisée par plusieurs paramètres qui peuvent avoir, au sein de la même pluie, des temps de retour très différents. Citons notamment :

- La hauteur totale de pluie,
- la durée,
- l'intensité moyenne,
- les intensités maximales sur des intervalles de temps quelconques,
- la distribution d'intensité instantanée $i(t)$.

3.4.1 Passage des pluies ponctuelles aux pluies moyennes sur une surface

Parmi les méthodes généralement proposées pour calculer la moyenne des pluies à partir de l'ensemble des mesures ponctuelles obtenues à plusieurs stations pluviométriques sur le bassin ou à proximité, on distingue la méthode de la moyenne arithmétique, la méthode des polygones de Thiessen ou l'utilisation d'isohyètes. Le choix de la méthode dépendra notamment de la longueur de la série de données dont on dispose, la densité du réseau de mesure, et la variation du champ pluviométrique.

3.4.1.1 Calcul de la moyenne arithmétique

La méthode la plus simple qui consiste à calculer la moyenne arithmétique des valeurs obtenues aux stations étudiées, s'applique uniquement si les stations sont bien réparties et si le relief du bassin est homogène.

Cette méthode est souvent peu recommandée car peu représentative. Il faut lui préférer des méthodes graphiques (tracé d'isohyètes) ou statistiques qui permettent de donner un poids différent à chacun des points de mesures (moyennes pondérées).

3.4.1.2 Calcul de la moyenne pondérée - méthode des polygones de Thiessen

La méthode du polygone de Thiessen est la plus couramment utilisée, parce que son application est aisée et qu'elle donne en général de bons résultats. Elle convient notamment quand le réseau pluviométrique n'est pas homogène spatialement (pluviomètres distribués irrégulièrement).

Cette méthode permet d'estimer des valeurs pondérées en prenant en considération chaque station pluviométrique. Elle affecte à chaque pluviomètre une zone d'influence dont l'aire, exprimée en %, représente le facteur de pondération de la valeur locale. Les différentes zones d'influence sont déterminées par découpage géométrique du bassin sur une carte topographique 1 (voir figure 3.8). La précipitation moyenne pondérée P_{moy} pour le bassin, se calcule alors en effectuant la somme des précipitations P_i de chaque station, multipliées par

leur facteur de pondération (aire A_i), le tout divisé par la surface totale A du bassin. La précipitation moyenne sur le bassin s'écrit :

Avec :

P_{moy} : précipitation moyenne sur le bassin,

A : aire totale du bassin ($=\sum A_i$), P_i : précipitation enregistrée à la station i ,

A_i : superficie du polygone associée à la station i .

Exemple :

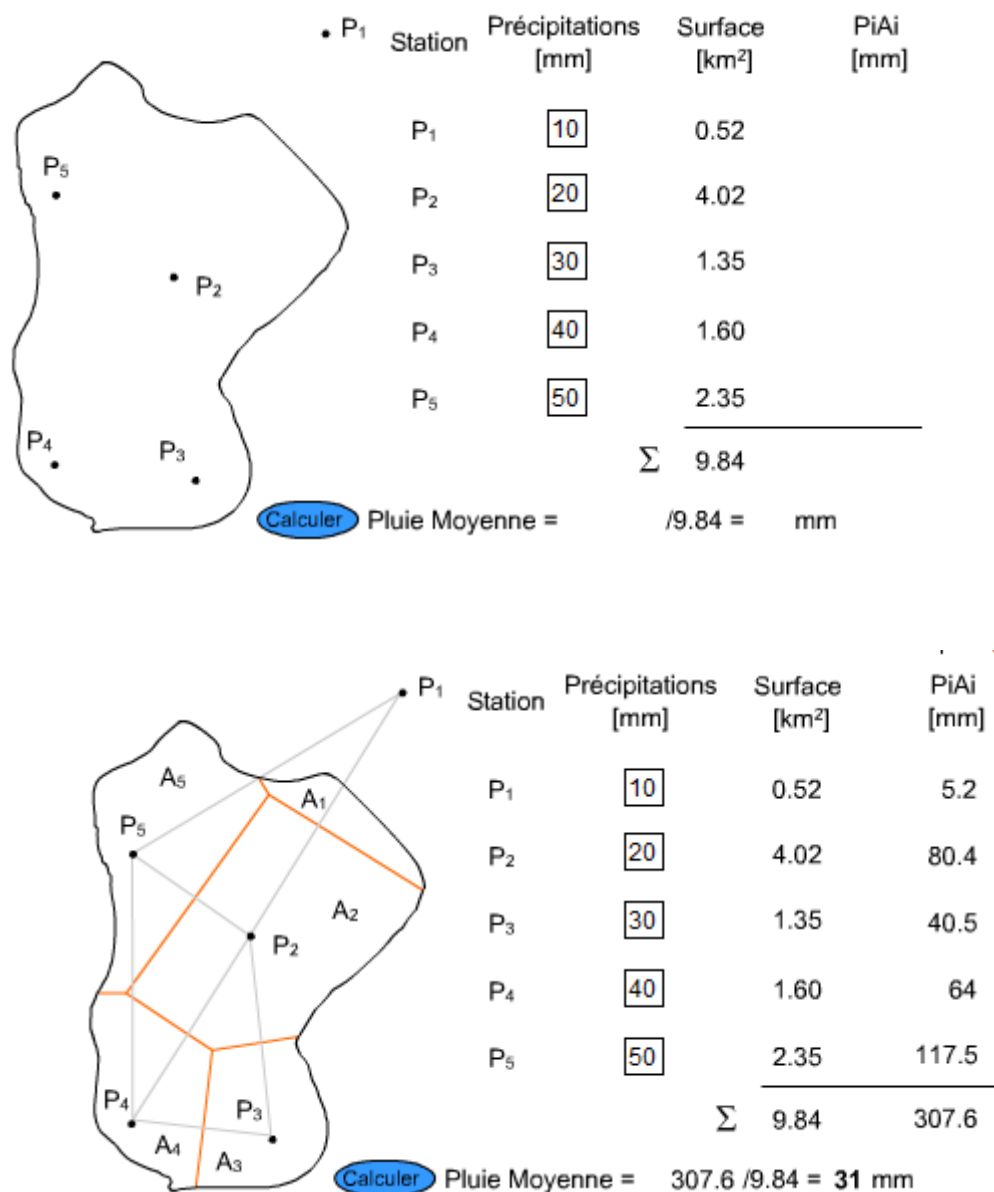


Fig. 3.8 - Exemple de détermination des polygones de Thiessen (vous pouvez changer les valeurs de pluie ponctuelle et calculer la pluie moyenne)

3.4.1.3 La méthode des isohyètes (isovaleurs)

La méthode la plus rigoureuse mais qui présente l'inconvénient de demeurer lourde en dépit des moyens actuels, est fondée sur l'utilisation des isohyètes.

Les isohyètes sont des lignes de même pluviosité (isovaleurs de pluies annuelles, mensuelles, journalières, etc.). Grâce aux valeurs pluviométriques acquises aux stations du bassin et aux autres stations avoisinantes, on peut tracer le réseau d'isohyètes. Le tracé des isohyètes n'est pas unique comme celui des courbes de niveau. Il doit être dessiné avec le maximum de vraisemblance compte tenu de la région, du réseau, de la qualité de la mesure, etc. Il existe aujourd'hui des méthodes automatiques qui effectuent le tracé d'isovaleurs par des moyens statistiques élaborés (technique de krigeage).

Lorsque les courbes isohyètes sont tracées, la pluie moyenne peut être calculée de la manière suivante :

$$P_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^K A_i \cdot P_i}{A}, \quad \text{avec} \quad P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2} \quad (3.9)$$

Avec :

P_{moy} : précipitation moyenne sur le bassin,

A : surface totale du bassin,

A_i : surface entre deux isohyètes i et $i+1$,

K : nombre total d'isohyètes,

P_i : moyenne des hauteurs h de précipitations entre deux isohyètes i et $i+1$.

Méthode des distances inverses :

$$P_{moy} = \frac{\sum P_i \times d_i^{-2}}{\sum d_i^{-2}}$$

d_i = la distance entre la station de mesure et le centre de gravité du bassin versant ou un point particulier du bassin versant.